

УДК 911.52:551.46.07+574.9:594.3 (262.5)

© И.П. Бондарев, 2012

Институт биологии южных морей (ИнБЮМ) НАНУ, Севастополь

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМЫ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ–ГОЛОЦЕНЕ

Комплексный анализ изменений биоты и основных параметров среды показал, что главными их причинами являются тектонические движения, вызывающие прогибание дна котловины Черного моря, и изменения климата, регулирующие баланс вод. Следствием являются: изменение характера водообмена, изменение солености бассейна и структуры его водных масс. Появление и развитие сероводородного слоя в Черном море связано с резкой стратификацией вод, затрудняющей их циркуляцию. Процесс, вероятно, начал формироваться в тарханкутский этап, активно развивался в новозэксине и продолжается в настоящее время. Характер смены биоценозов показывает, что изменения в экосистеме Черного моря происходили постепенно и сопровождались флуктуациями, вызванными, в основном, дисбалансом темпов прогибания и компенсирующего притока вод.

Введение. Экосистема Черного моря за последние 30 тыс. лет претерпела существенные изменения всех ее компонентов. Значительно изменялась площадь бассейна, его конфигурация, глубина, рельеф дна, состав и распределение донных отложений, соленость вод, структура водных масс. Именно в этот период Черное море обрело свою наиболее характерную черту – наличие мощной толщи сероводородного слоя, распространяющегося от глубины 150-200 м до дна глубоководной впадины, составляя 85-90% общего объема вод [1, 11].

Изменения абиотических характеристик, как факторов среды обитания, управляло сменой комплексов водной биоты. Поскольку последняя является отражением всего инвайронментального комплекса, то именно по остаткам биологического происхождения, преимущественно скелетных жизненных форм, проведено хронологическое деление на этапы формирования экосистемы Черного моря. Первоначальная и принципиальная схема развития бассейна основана на смене комплексов малакофауны и литологии донных отложений [1, 16, 17]. Литолого-стратиграфический подход к изучению позднечетвертичной истории Черного моря на базе комплексного изучения около 200 колонок донных осадков северной и северо-западной части бассейна реализован коллективом авторов [18]. Уточненная и детализированная схема эволюции черноморской геоэкологической системы создана на основе анализа биотических комплексов моллюсков и фораминифер, литологических, тектонических и археологических данных [26].

Более детальное рассмотрение экологии бентоса позволяет существенно откорректировать принципиальную схему развития геосистемы бассейна Черного моря. Особую ценность представляет изучение скелетных цено-

зообразующих и стенобионтных видов, которые могут быть использованы в качестве палеоэкологических маркеров. Биота, хотя и является отправным звеном в изучении развития экосистемы, играет пассивную роль по отношению к океанологическим, климатическим и геологическим процессам, рассмотрение которых составляет важную часть предлагаемого исследования.

Целью работы является реконструкция процесса формирования экосистемы Черного моря в позднем плейстоцене – голоцене.

Результаты и обсуждение. Наиболее точно и полно возможно реконструировать самые последние этапы развития экосистемы Черного моря (ЧМ), поскольку руководящие виды, характерные для них, обитают в современном бассейне и доступны для всестороннего изучения.

Современный облик экосистема ЧМ приобрела в джеметинское время [1, 16, 17, 18]. Наиболее характерной чертой становления этого периода является смена шельфовых донных биоценозов. Доминировавший в каламитское время (7-3 тыс. лет назад) биоценоз *Mytilus galloprovincialis* Lam., 1819, около 2800 лет назад сменил биоценоз *Modiolula phaseolina* (Philippi, 1844), ранее не существовавший в ЧМ. Двустворчатые моллюски *M. galloprovincialis* и *M. phaseolina* в современном бассейне ЧМ являются ценозообразующими видами, которые формируют не только биоценозы, но и соответствующие экологические поясные зоны, ландшафтные и геологические фации.

Мидия (*M. galloprovincialis*) имеет две экологически различные формы: скальная и иловая. Первая приурочена к прибрежным скалам и распространена до глубины около 20 м. Биоценоз иловой мидии обычно ограничен изобатами 20-53 м. Ядро биоценоза находится на глубине 40 м. Биоценоз располагается на илистом грунте, при этом фракция мельче 0.01 мм составляет 31-36%, нередко присутствует значительная примесь песка и ракуши. У верхней границы биоценоза температура воды в течение года колеблется от 7 до 25°C, у нижней границы на глубине 50 м – от 7 до 9°C. В биоценозе отмечен 131 вид макрозообентоса, в том числе 34 вида моллюсков [14].

Биоценоз фазеолины (*M. phaseolina*) располагается на глубинах 60-125 м, ядро биоценоза приходится на 80-м изобату. Температура воды в биотопе 7-8°C остается постоянной на протяжении года [14], грунты представлены алеврито-пелитами. У побережья Крыма в биоценозе зарегистрированы представители 81 вида макрозообентоса, из них 22 вида моллюсков.

Оба вида принадлежат к одному семейству двустворчатых моллюсков – Mytilidae, имеют в своем развитии фазу планктонной личинки и, следовательно, одинаковые возможности для заселения из Мраморного моря в Черное. Однако разница по времени их появления в Черном море по палеонтологическим данным составляет примерно 4 тыс. лет [27]. Этот факт нуждается в специальном объяснении.

А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов [1] объясняли смену биоценозов *M. galloprovincialis* на *M. phaseolina* постепенным замещением мелководного вида более глубоководным. Однако диапазоны глубин обитания обоих видов в значительной степени перекрываются. Мидия единично встречается до глубины около 100 м, а фазеолина – на более мелких глубинах до 4 м. Это говорит в пользу того, что глубина, соленость вод и даже специфический грунт не являются лимитирующим фактором для их распространения.

Л.А. Невеская [17] склонна к объяснению этой смены конкурентной борьбой между менее и более глубоководным видами. Исследования биоценологических отношений *M. galloprovincialis* и *M. phaseolina* не подтверждают разделение митилид межвидовой конкуренцией. Представители обоих видов могут встречаться совместно, при этом отмечается явное положительное взаимовлияние численности совместно обитающих митилид. Выяснено, что биологическое развитие митилид обусловлено температурным лимитированием гаметогенеза и вымета гамет [15]. Оптимальная температура для гаметогенеза *M. galloprovincialis* находится в диапазоне от 16°C до 18°C. На глубине 40-50 м вымет гамет *M. galloprovincialis* происходит при достижении температуры выше 8°C [14]. *M. phaseolina* способна осуществлять свой полный жизненный цикл только при постоянной температуре ниже 8°C [15]. Именно разделение по температурным режимам – основная причина пространственного распределения биоценозов митилид.

Температура водных масс в ЧМ контролируется их распределением по глубине [19, 11]. В структуре вод можно выделить три принципиальных слоя. Верхний слой – турбулентного перемешивания (0-50 м), в котором температура на протяжении года меняется в широких пределах от 7 до 25°C, соленость составляет в среднем 17-19‰. На глубинах 50-100 м (на шельфе до 150 м) расположен холодный промежуточный слой (ХПС), образующийся за счет зимнего охлаждения верхней водной толщи. Температура в этом слое (7-8°C) постоянна на протяжении года, соленость составляет 19-20‰. Глубже температура водной толщи более высокая (от 8,5°C на глубине 150 м, плавно повышающаяся до 9,1°C в котловине на глубине 2000 м). Но по причине более высокой солености (21-22‰) водные массы имеют большую плотность, что препятствует опусканию холодных вод ниже 100-150 м.

Биоценоз *M. galloprovincialis* приурочен к верхней зоне перемешивания (до 50 м), где благоприятные условия для ее существования создает летний прогрев. В диапазоне глубин 50-60 м мидия и фазеолина сосуществу-

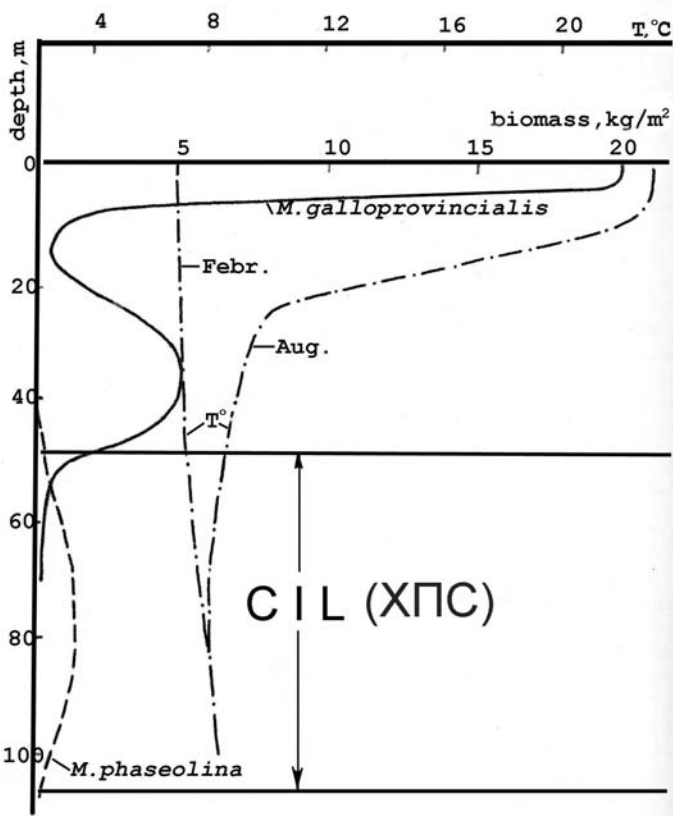


Рис. 1. Распределение мидии (*M. galloprovincialis*), фазеолины (*M. phaseolina*) и температуры по глубине [15] (с дополнениями автора)

ют, что подтверждает отсутствие антагонизма между этими видами [15]. Оптимальные условия для развития *M. phaseolina* существуют в границах ХПС на глубинах 60-100 м, где температура изменяется от 7,0°С до 8,0°С, что отражает ее бореальное происхождение (рис. 1).

Для джеметинских слоев и для современного биоценоза фазеолины ЧМ характерным элементом малакофауны является брюхоногий моллюск *Trophonopsis breviata* (Jeffreys, 1882). Этот стенотермный холодолюбивый вид с бореальными корнями [3] отсутствует в Средиземном море (СМ). Кроме ЧМ он отмечен в Мраморном море (ММ) [31] и в непосредственно примыкающей к проливу Дарданеллы (Чанаккале) части Эгейского моря (ЭМ) [3]. Присутствие в ориктоценозе фазеолины *T. breviata* свидетельствует о том, что мы имеем дело со сформированным сообществом, поскольку этот хищный вид, питающийся мелкими двустворчатыми моллюсками, имеет прямое развитие, и для его появления необходима сформированная кормовая база в форме биоценоза, а не единичных особей. Для бентали ХПС ЧМ характерен не только специфический набор моллюсков, но и холодолюбивый представитель фитобентоса – относящийся к семейству красных водорослей *Phyllophoraceae* вид *Coccotylus truncatus* (Pallas) (= *Phyllophora brodiei* (Turner)), который также не встречается в СМ, а является бореальным элементом экосистемы ЧМ [13]. Практически синхронные датировки для *T. breviata* (2800 ± 45 у ВР) и *M. phaseolina* (2810 ± 40 у ВР) [27] подтверждают, что примерно 2800 лет назад сформировался характерный для бентали ХПС ЧМ комплекс видов, в котором ведущая роль принадлежит видам с бореальными корнями.

Таким образом, смена мидиевого биоценоза фазеолиновым произошла именно после того, как глубина шельфа увеличилась до глубины, на которой начал формироваться ХПС и *M. phaseolina* смогла не только выживать, а размножаться, сформировав впоследствии соответствующий пояс, биоценоз и фаццию. Нижняя граница распространения биоценоза фазеолины контролируется комплексом факторов: увеличением температуры вод, усилением гипоксии и литодинамическими процессами переходной зоны шельф – материковый склон [5, 29]. Как показано расчетами, основанными на глубинах границ и ядер биоценозов мидии и фазеолины [30], от начала каламитского времени (7 тыс. лет н.) до начала джеметинского (3 тыс. лет н.) глубина моря на внешнем шельфе должна была увеличиться на 40 м. Эти расчеты противоречат данным об изменении положения береговой линии, если основываться на преобладающей в настоящее время гипотезе эвстатического изменения уровня ЧМ. В соответствии с этой гипотезой показано [26], что уровень моря в этот период не изменялся больше чем на ±15 м, даже с учетом последующей фанагорийской регрессии. Более того, время ее начала практически совпадает с периодом становления биоценоза фазеолины, следовательно, речь должна идти не об увеличении глубины шельфа а, наоборот, об уменьшении глубин на величину до 15 м.

Противоречие может быть преодолено, если предположить, что при квазистабильном положении уровня, близком современному, глубина ЧМ увеличивалась за счет тектонического прогибания впадины, которое компенсировалось притоком вод.

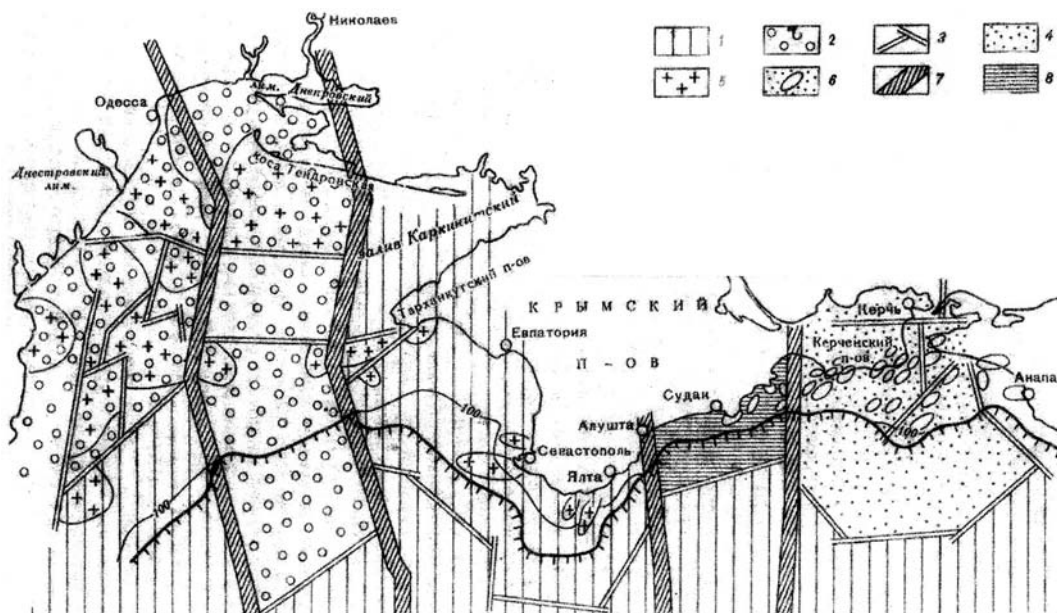


Рис. 2. Карта новейших (позднечетвертичных) движений северного борта Черноморской впадины: 1 – области интенсивного опускания, 2 – область слабого опускания, 3 – разломы фундамента, 4 – область дифференцированных движений, 5 – участки относительного поднятия в областях интенсивного и слабого опускания, 6 – отдельные антиклинальные складки в области дифференцированных движений, 7 – зоны крупных разломов фундамента (линеаменты), 8 – относительно стабильная или слабо поднимающаяся область [18]

По данным сейсмозондирования неотектонические опускания краевой части шельфа северо-востока ЧМ имеют амплитуду 40-60 м, а иногда и более. Причем в это прогибание вовлечен весь внешний шельф (от бровки до изобаты -50 м), с уменьшением интенсивности в сторону берега [8].

Зоны прогибания дна ЧМ различной интенсивности выделены на основе анализа современного рельефа, типов донных осадков и их мощностей в пределах северного борта Черноморской впадины [18]. При этом показано, что интенсивность прогибания зависит от принадлежности к определенным геоструктурам (рис. 2).

Область слабого опускания охватывает большую часть шельфа северо-западной части ЧМ (СЗЧМ), расположенную приблизительно от меридиана г. Николаев до Одесско-Дунайского побережья. К области интенсивного опускания отнесена глубоководная впадина ЧМ. Области интенсивного опускания выявлены и на шельфе. Например, полоса, прилегающая к западному Крыму, где в погружение вовлечена по-видимому и прибрежная часть, включая и п-ов Тарханкут. Особенно интенсивно погружается юго-западная, обращенная к глубоководной впадине часть шельфа, на что указывает резкое (примерно на 90 м) переуглубление его края по сравнению с соседними участками до глубины 190 м (рис.3.1). На этом участке каламитские мидийные илы обнаружены в колонке на глубине 180 м под слоем джеметинских отложений мощностью 63 см [18, с.192]. В интенсивное погружение вовлечена и континентальная окраина Южного Крыма [18].

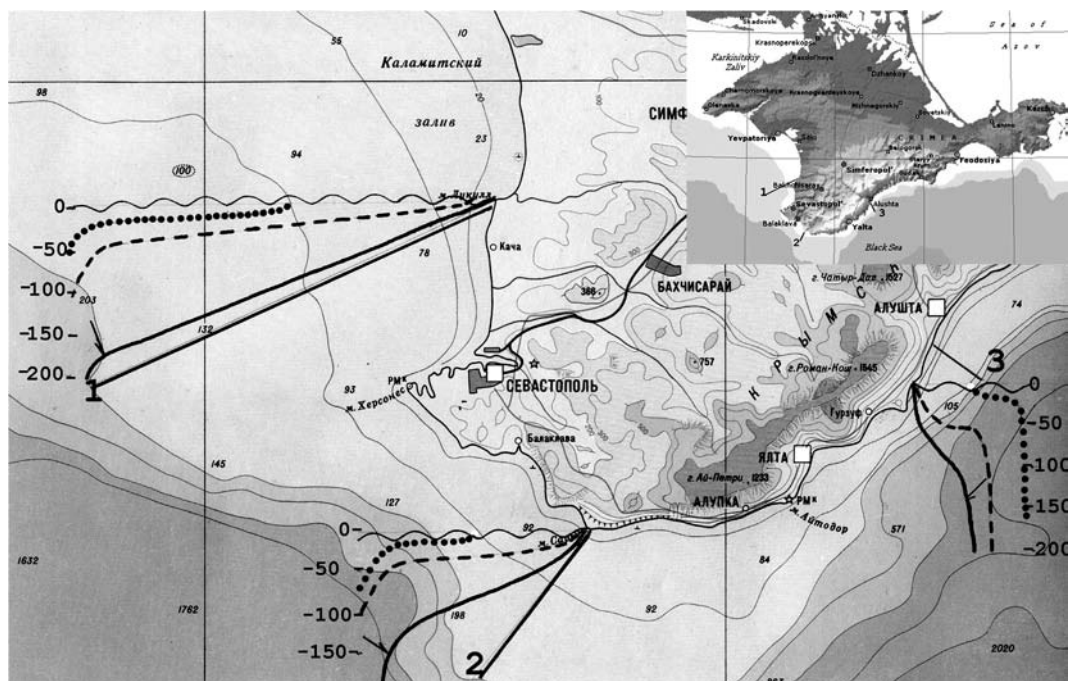


Рис. 3. Схематичные профили дна материковой окраины Черного моря для основных этапов формирования впадины: сплошная линия – современный профиль, прерывистая – каламитского времени, точечная – время максимальной регрессии новоэвксина; волнистая линия – уровень моря. Стрелкой показано положение максимальной глубины обнаружения каламитского мидиевого ила. Цифрами показаны номера профилей, сплошная прямая линия соответствует положению профиля

Наблюдения из ПОА показывают, что каламитские илы с большим содержанием створок мидии обнаружены на континентальной окраине ЮБК на глубинах до 136 м (рис. 3.3) [5, 29]. Поскольку каламитские отложения перекрыты более молодыми осадками и выходят на поверхность только в местах, где склон имеет достаточную крутизну для транзита современных рыхлых обводненных илов, то нельзя исключать их наличие и на большей глубине. Выходы каламитских мидийных илов на керченском участке отмечены из ПОА от глубины 95 м до самого перегиба шельфа, расположенного на 130 м. На участке шельфа, прилегающем к м. Сарыч (рис.3.2) древние мидийные илы также отмечены как минимум до перегиба склона, расположенного на глубине 150 м.

Нет никаких оснований полагать, что в каламитское время мидии обитали на больших глубинах, более вероятно, что «древний мидиевый ил отлагался в условиях даже большего мелководья, нежели современный» [1, с. 41]. Положение обнажений каламитских мидиевых илов на склоне показывает, что они имеют первичное залегание, а не перемещены склоновыми процессами [5, 29]. Следовательно, участки шельфа южного берега Крыма (ЮБК) испытали погружение амплитудой до 116 м, но не менее 80 м. Эти данные совпадают с приблизительной оценкой в 100 м масштабов опускания шельфа для изобаты 150 м, указанные для этого района А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым [1]. А амплитуда погружения участка переход-

ной зоны шельф – материковый склон юго-западного Крыма может достигать 160 м в каламитско-джеметинское время. Эта цифра даже превышает амплитуду «катастрофического» поднятия уровня моря на 155 м, вычисленную [27] по положению «новоэвксинской» береговой линии. С прогибанием дна, очевидно, связано и наличие погребенных аккумулятивных форм на глубинах свыше 100 м [9], следы субаэрального растрескивания поверхности ила на глубине -99 м, обнаруженных в колонках грунта остатков водорослей на -110 м, корней кустарников на -123 м, а также прослеженная по сейсмическому профилированию эрозионная поверхность на внешнем шельфе до перегиба на глубине 150 м [34].

Смена биоценозов каламитской мидии на джеметинский биоценоз фаэолины была постепенной [1, 16]. Сопровождающее ее прогибание шельфа не носило катастрофического характера, а увеличение глубины происходило в среднем со скоростью около 1 см/год [30], достигая в отдельных районах 4 см/год и, возможно, более. Тот факт, что на этот период приходится фанаторийская регрессия, во время которой уровень моря опускался ниже современного на 3-5 м, а по некоторым оценкам до 15 м [33], указывает, что примерно 2800-2500 лет назад прогибание интенсифицировалось и не успело компенсироваться притоком вод.

Учитывая вышеизложенное, можно утверждать, что шельф ЧМ в каламитское время был мелководнее современного и его глубина не превышала 50 м в районе бровки, а сама бровка располагалась мористее. Граница уреза воды в каламитское время совпадала с современной изобатой 15 м [18]. На этом мелководном шельфе с широко распространенным биоценозом мидии развивались заморные явления, аналогичные тем, что периодически возникают на обширном и преимущественно мелководном современном шельфе СЗЧМ. Основная причина этих заморов – усиление стратификации и снижение процесса циркуляции вод во время весенне-летнего прогрева [21] на фоне повышения водности рек. Легкие, распресненные береговым стоком теплые поверхностные воды не способны погрузиться и «запирают» нижележащие слои, создавая условия гипоксии с последующей локальной аноксией, что особенно характерно для поселений мидии. При этом, чем больше биомасса мидий, тем быстрее и глубже развиваются гипоксийные и аноксийные явления в придонном слое водной толщи. Судя по абсолютному возрасту отложений, содержащих максимум сапропеля, наиболее масштабнo эти явления проявлялись во время климатического оптимума (около 5 тыс. лет назад) [18], когда потепление климата способствовало развитию явлений стагнации вод шельфа. В открытой части моря в период потепления бурно развивается фитопланктон, который, отмирая, попадает на дно и резко увеличивает присутствие органики в донных осадках [10]. Именно с этими процессами связано образование каламитских сапропелевых слоев в глубоководной впадине ЧМ. Прибрежная зона была богата видами, которые относятся к средиземноморскому комплексу, а на среднем и внешнем шельфе доминантой является *M. galloprovincialis*. Ориктоценозы моллюсков свидетельствуют о том, что соленость каламитского бассейна приблизительно соответствовала современной черноморской, но в прибрежной зоне, возможно, была несколько ниже.

Вселение средиземноморских элементов биоты началось около 9,4 тыс. лет назад, и предшествующее каламитскому бугазско-витязевское время характеризуется смешанным каспийско-средиземноморским составом фауны. Появление первых средиземноморских видов (*Cardium edule*, *Abra ovata*, *Mytilaster lineatus* и некоторых других) ознаменовало начало собственно черноморского этапа развития бассейна, когда была восстановлена постоянная связь с СМ. С начала поступления средиземноморских вод соленость шельфовых вод ЧМ стала постепенно повышаться от 5-12‰ до 18-21‰. Соотношение каспийских и средиземноморских представителей постепенно изменяется в пользу последних, при практическом исчезновении первых к началу каламитского времени (примерно 7 тыс. лет назад). Увеличение солености происходило на фоне постепенного увеличения глубины шельфа, что позволило *M. galloprovincialis*, распространиться от внешнего края на большую его часть. Площадь бассейна на начало черноморского этапа развития была меньше современной и ограничивалась приблизительно положением современной изобаты -20 м [26]. Исчезающе малая (2-3 см) мощность бугазско-витязевских слоев на внешнем шельфе и ее быстрое увеличение в сторону берега может свидетельствовать о быстром осолонении, приведшем к быстрой смене ассоциаций бентоса [18]. Также это свидетельствует в пользу предположения, что бугазско-витязевские комплексы моллюсков были преимущественно мелководными. Осолонение могло произойти быстро только в случае, если глубоководная толща уже была достаточно соленой [30].

Общепринято, что причиной начала поступления средиземноморских вод является эвстатическая трансгрессия, которая подняла уровень ММ до уровня ЧМ. Однако, глубина вреза долины Босфора, достигающая по данным бурения 100 м [Sholten, 1974, по [18]], дает основания полагать, что связь ЧМ и ММ в позднечетвертичное время не прерывалась. Соответственно, уровень воды и в Черноморской впадине и в ММ, подчиняясь закону сообщающихся сосудов, был приблизительно одинаковым и квазистационарным. Сообщение с ММ происходило через Босфор, протяженность которого была больше, что затрудняло процесс водообмена. Этот канал имеет хорошо выраженное продолжение на современном шельфе в виде подводного рукава, отклоняющегося от направления Босфора к запад-северо-западу. По этому каналу и в настоящее время направлен основной поток средиземноморских вод при выходе из Босфора [19].

Принципиальная возможность двустороннего водообмена между ЧМ и ММ основана на разнице уровней и плотностей их водных масс [19]. Благодаря речному стоку, баланс вод ЧМ всегда положителен и уровень его всегда выше. Следовательно, именно наличие или отсутствие разницы плотностей служит открывающим «вентилем» в системе ЧМ–ММ. Активизация связи ММ с СМ привела к повышению солености первого и послужила толчком для начала двустороннего взаимодействия с ЧМ. На момент возобновления водообмена соленость вод ММ достигла значений, которые позволили открыть «вентиль» и начать процесс вселения средиземноморской фауны в ЧМ.

С началом поступления в черноморскую котловину средиземноморских вод большинство исследователей связывают образование сероводород-

ной толщи, которая сформировалась очень быстро [18]. Поэтому нижнюю границу древнечерноморских отложений в глубоководной впадине предлагается проводить по горизонту восстановленных черных глинистых илов с большим содержанием сульфидов железа (в основном гидротроилит–мельниковита) [18]. Однако есть основания полагать, что приток средиземноморских вод на первых порах был достаточно слабым и, учитывая характер их поступления, а также схему циркуляции вод ЧМ, быстрым этот процесс быть не мог. К тому же сами средиземноморские воды несут растворенный кислород, и существует мнение, основанное на измерениях, о привносе ими кислорода в глубоководные слои ЧМ на современном этапе [20]. Следовательно, поступление вод из ММ должно было способствовать на первых порах оживлению гидрологической обстановки и усилить циркуляцию вод.

Предполагается, что в бугазское время соленость была выше 7‰ [16], а в витязевское достигала 14‰ [26].

В предыдущий период, **новоэвксинский** (27-10 тыс. лет назад), соленость ММ опускалась до значений <6‰ [26], что не превышало солености синхронного ЧМ. Соответственно водообмен в этот период происходил только в одном направлении – из ЧМ в ММ.

Фауна новоэвксинского бассейна была солоноватоводной, каспийского типа [16]. По поводу значений солености воды существуют различные мнения, поскольку виды, населявшие новоэвксинский бассейн, и родственные им современные виды способны жить в достаточно широком диапазоне изменения этого параметра (от 1 до 14‰). К тому же для моллюсков имеет важное значение не только уровень солености, а и солевой состав. Поэтому проводить прямую аналогию с каспийскими видами нельзя. По уровню солености поровых вод можно предположить, что новоэвксинский бассейн мог иметь соленость до 12‰ [16]. Но в прибрежной зоне распреснение могло быть более значительным, что позволяло выживать полупресноводным видам (*Monodacna caspia pontica*, *Dreissena rostriformis bugensis*). В прибрежной зоне господствовали сообщества комплекса *Dreissena polymorpha* – *Monodacna*, на внутреннем шельфе – *Abra ovata* – *Dreissena polymorpha* [16], на внешнем шельфе – *Dreissena rostriformis* [1].

Принято считать, что в новоэвксинское время ЧМ представляло собой нормально аэрируемый бассейн [18,26]. При этом исследователи ссылаются на авторитетное мнение Архангельского и Страхова [1], которые сами не исключали наличия сероводородного заражения в новоэвксине, а возможным доказательством тому считали наличие гидротроилитовых илов. Предпосылкой для этого процесса послужило возможное наличие в глубоководной части новоэвксинского бассейна, по крайней мере, в первый период его существования, тяжелых соленых вод карангатского моря [1, стр.188-189]. На сегодняшний день имеются дополнительные доказательства справедливости такого предположения [28]. Более того, есть основания полагать, что значительная часть глубоководной впадины новоэвксинского бассейна была охвачена сероводородным заражением.

В начале 1990-х гг. в морских экспедициях НАН Украины на материковом склоне северной части ЧМ были обнаружены специфические трубообразные известковые структуры [6, 12], названные «курильщиками» по

Таблица 1

Бактериокарбонатные трубовидные образования, выборка из [25]

Координаты		Глубина, м	Возраст основания, лет по ¹⁴ C
Широта	Долгота		
44°41,7	31°40,7	225	5100
44°27,4	32°48,6	1600	9050±180
44°25,32	32°57,78	1738	17500±540

аналогии с газовыделяющими образованиями срединно-океанических хребтов. Они являются результатом деятельности метанредуцирующих бактерий, осаждающих карбонат [25]. Выделения метана зафиксированы в ЧМ как на шельфе, так и на материковом склоне [23]. Однако трубовидные бактериокарбонатные образования (ТБО) не обнаружены за пределами сероводородного слоя, не найдены они и в пресных или распресненных водах. Следовательно, ТБО отвечают требованиям к экологическим и палеогеографическим маркерам [28]. Сопоставление радиоуглеродного возраста ТБО и глубин их обнаружения (табл. 1) позволяет проследить, как поднималась верхняя граница сероводородного слоя.

К сожалению, ограниченное количество имеющихся данных позволяет сделать это только в самых общих чертах. Тем не менее, данные из табл. 1 показывают достаточно хорошее совпадение с предположениями о динамике сероводородного слоя, высказанными ранее. В частности, что в новоэвксинское время верхняя граница сероводородной зоны соответствовала современным изобатам -1300...-1500 м или даже -700 м, а на начало древнечерноморского времени находилась на современном уровне, а возможно даже выше [1].

Таким образом, образование сероводородного слоя в ЧМ никак не связано с началом проникновения средиземноморских вод в начале голоцена, а является следствием резкой стратификации вод новоэвксинского бассейна и даже более ранних этапов. Эта стратификация возникла по причине различия плотностей пресноводного берегового стока и достаточно соленых (до 25-30‰) глубинных вод, унаследованных от карангатского бассейна. Учитывая, что самые древние ТБО, обнаруженные в ЧМ, имеют радиоуглеродный возраст 30 тыс. лет [25], то и начальный этап образования сероводородного слоя можно отодвинуть на это время. А поскольку установленный возраст самых древних ТБО соответствует предельно возможной датировке для определения радиоуглеродным методом, то можно предположить существование и более древних ТБО [25]. Это означает, что и время начала образования сероводородной толщи ЧМ может относиться к тарханкутскому этапу. Возобновление достаточно устойчивой связи с СМ в черноморский этап не только не послужило причиной образования сероводородной толщи, но на начальной стадии даже способствовало привнесению кислорода в глубинные слои и оживлению процесса циркуляции вод ЧМ, благодаря которой верхние слои воды стали приобретать большую соленость. Вероятно, с этим процессом, возникающим периодически, может быть связана неоднород-

ность толщи новоэвксинских глубоководных илов, в которых слои, обогащенные гидротроилитом, распределены не всегда однородно, а прослоями и пятнами и чаще приурочены к верхним частям колонок [1]. Следовательно, можно предположить, что средиземноморские воды начали порционно поступать в ЧМ еще в новоэвксине. Как следует из анализа состава и распределения донных отложений, новоэвксинский бассейн был мелководнее современного, особенно на ранних стадиях развития. Это должно было способствовать достижению средиземноморскими водами придонных слоев ЧМ. Тот факт, что в верхненовоэвксинских слоях, по сравнению с нижненовоэвксинскими, повышается роль каспийских представителей в составе фораминифер, остракод и моллюсков [26], говорит о постепенном повышении солености и свидетельствует в пользу (периодического ?) взаимодействия ЧМ с ММ на протяжении новоэвксинского времени. Само ММ было менее соленым и служило буфером, не пропускающим представителей средиземноморской фауны в ЧМ. Тем не менее, в новоэвксинских отложениях иногда отмечаются морские виды диатомовых, которые в отдельных прослоях могут даже преобладать над солоноватоводными [18].

Представления о солености новоэвксинского водоема сложились на основе анализа фауны, аналоги которой существуют в современных морских водоемах на мелководье, а в Каспийском море опускаются до глубины около 300 м. Приведенные выше сведения о вероятности высокой солености и сероводородного заражения глубинных вод в новоэвксине также дают основания предполагать отсутствие глубоководной макрофауны. Причиной обнаружения новоэвксинской фауны на современных глубинах более 1000 м (до 1800 м) являются сбросы и сопровождающие их подводные оползни [1], а также турбидитные потоки. Связанные с этими процессами отложения развиты на материковом склоне и у его подножия в плейстоцене ЧМ повсеместно [18]. Огромные массы донных отложений материкового склона и его подножия перекрывались вновь поступающими порциями и захоранивались невозстановленными даже в сероводородной толще. Широкое развитие склоновых процессов также должно было препятствовать развитию бентоса за пределами шельфа, и скорее всего бентофауна новоэвксина была представлена преимущественно мелководными формами.

Особое место в реконструкции истории новоэвксина занимают галечники с фауной *Dreissena*, лежащие в основании трансгрессивной серии. Полоса глин с галькой у берегов Крыма на глубинах около 100 м между Тарханкутом и Алуштой достигает 80 км ширины [1]. В отличие от возможных неоднозначных интерпретаций глубины бассейна по фауне, наличие гальки определенно указывает на прибрежные условия. Обнаружение галечников на современной глубине около 100 м послужило обоснованием общепринятого максимального падения уровня ЧМ в новоэвксине. При этом оставлены без внимания данные об обнаружении галечника с фауной *Dreissena* в первичном залегании на глубинах 148 и 300 м, а также на глубинах 600 м и от 1000 до более 1800 м [1]. Последующими исследованиями наличие галечных отложений на больших глубинах постоянно подтверждается. Галька в отложениях новоэвксина обнаружена в Крыму: у юго-западного побережья на глубинах свыше 200 м (ст. 107), в районе Ялты (-1800 м, ст. 87) [18] и у

Кавказа (-1402 м, ст.5692; -1800 м, ст. 5691) [24]. Помимо галечников у подножия материкового склона обнаружены и другие мелководные фации, например пески с ракушей. Они также были опущены на большие глубины еще до окончания новоэвксинского времени [1]. Эти данные свидетельствуют в пользу масштабного прогибания дна котловины ЧМ, во время которого краевые области испытывали быстрые опускания, сопровождающиеся катастрофическими сбросовыми процессами и мощными оползнями. Амплитуда опускания края шельфа в новоэвксине в отдельных районах могла достигать 300 м и более [1].

Шельф в начале новоэвксина был более мелководным и менее широким, чем в поздненовоэвксине и, тем более, в голоцене (см. рис.2). Бровка шельфа была выдвинута намного мористее, возможно достигая в некоторых районах середины современного материкового склона. К концу новоэвксина прогибанием были захвачены значительные прибрежные пространства и, несмотря на сбросовое обрушение и оползание его мористой части, шельф расширился, особенно на северо-западе ЧМ. Совокупное воздействие холодного ледникового климата и прогибания дна 17-18 тыс. лет назад привели к отступлению береговой линии в границы, приблизительно соответствующие положению современной изобаты -100 м. В некоторых районах она могла быть выдвинута в море до изобаты -300 м и даже мористее. Некомпенсированное полностью притоком воды прогибание привело к падению уровня на 15 м, но не более 20 м относительно современного. Береговая линия к началу голоцена достигла границы современной изобаты -20 м, а уровень моря восстановился до положения, близкого современному.

Близкое современному квазистационарное положение уровня моря, при более пологом и мелководном шельфе, логично объясняет проникновение вод в глубоко вдающиеся бухты северной части ЧМ и СЗЧМ в конце плейстоцена – начале голоцена. В это время границы бассейна ЧМ дважды продвигались максимально близко к современным, доходя до положения изобаты -8 м, что подтверждено данными бурения и сейсмического профилирования [32]. Эти ингрессии невозможно сопоставить с эвстатической природой колебания уровня ЧМ при стабильном положении дна. Приходится допускать наличие двух мощных регрессивно-трансгрессивных циклов с амплитудой более 80 м и более 40 м за короткий (по геологическим меркам) период от 11 до 8,2 тыс. лет и от 8,2 до 6 тыс. лет соответственно [32]. Но синхронные климатические изменения, в силу их малой контрастности, не могли быть причиной колебаний уровня моря такой амплитуды и интенсивности.

Активное прогибание дна ЧМ началось еще в тарханкутское время (40–27 т.л. назад). Вероятно, это происходило на фоне поднятия суши в карангате [1]. Сочетание этих процессов является причиной наличия карангатских террас, широко развитых на побережье ЧМ, и галечников [1], а также пляжевых литификатов [7] с карангатской фауной у подножия современного континентального склона. Карангатский бассейн, предположительно, был мелководнее, но обширнее, чем современное ЧМ. Водообмен с бассейном СМ был свободным, а близкий средиземноморскому состав фауны позволяет предполагать, что соленость карангатского бассейна в средний этап его раз-

вития составляла 25-30%. Фауна опресненных участков карангатского моря (Азовское море и керченское предпроливье) соответствует современной черноморской [16]. Постепенное распреснение бассейна до 8-11‰ приводит к сильному обеднению состава фауны в завершающий этап развития морского бассейна, который получил название тарханкутского [15].

Распреснению способствовал возросший сток рек, как результат теплого и влажного климата, установившегося во время межстадиала (Wurm Paudorf, Middle Weichselian) около 28 тыс.л. назад [26]. Избыток поступающих вод сливался в ММ как через Босфор, так, возможно, и через палеопролив в районе долины р. Сакария, где обнаружены слои тарханкутского возраста [26]. Поступление большого количества пресных вод должно было резко стратифицировать водоем и создать условия для образования сероводородного слоя, о чем говорит возраст (около 30 тыс. лет, а возможно более) древнейших биокарбонатных образований в местах выхода метана. Следует отметить, что в процессе дегазации недр в придонные водные слои поступает не только метан, который способствует формированию анаэробной среды, но и непосредственно сероводород [35]. Непосредственный количественный вклад этих эманаций в увеличение сероводородного слоя возможно и невелик, но роль их как катализатора в формировании анаэробной обстановки может быть существенной. Как показано [35], дополнительным источником сероводорода может служить субмаринная разгрузка серосодержащих вод из слоев, обогащенных сульфатами.

Субмаринная разгрузка пресных вод является неучтенным компонентом баланса вод ЧМ (табл. 2).

Таблица 2

Баланс вод ЧМ [19]

Приход Источник, км ³		Расход Причина расхода, км ³	
речной сток	346		
атмосферные осадки	129	испарение	332
приток из Азовского моря	53	сток в Азовское море	32
приток из Мраморного моря	176	сток в Мраморное море	340
сумма	704	сумма	704

Исследования этого явления [20, 22, 23] показывают присутствие распресненных вод в придонном слое от уреза до дна глубоководной впадины ЧМ. Общий объем субмаринной разгрузки не подсчитан даже приблизительно. Однако цифры, приведенные для отдельных участков побережья [23], показывают, что этот объем сопоставим и даже может превышать самый значительный элемент приходной части баланса – речной сток, который приблизительно соответствует расходу воды через Босфор. По данным за последнее столетие [11] объем речного стока колебался от 294 до 480 км³ (в среднем 346 км³). Дебит субмаринных источников закарстованных пород только участка Крымского побережья от Балаклавы до Симеиза оценен в 700 тыс. м³/сут. [23]. Объем подрусового стока рек по данным тех же авторов оценивается в 1/3 объема речного стока. Разгрузка водоносных пластов

в подводных каньонах пока только зафиксирована как факт [23], но не оценена даже предварительно.

По расчетам, приведенным Глебовым А.Ю. [8], объем современного речного стока в ЧМ (даже без учета таяния льдов, имевших место в геологическом прошлом), при отсутствии стока через Босфор, способен заполнить объем впадины на 100 м за 80-100 лет. В период оледенения береговой сток вод в ЧМ, безусловно, уменьшался, но при этом существенно уменьшалось испарение, которое в балансе вод почти соответствует объему речного стока (табл. 2). Таким образом, баланс ЧМ всегда был и остается положительным. Это позволяет сохранять уровень водоема на отметке, близкой современной, даже при прогибаниях дна амплитудой в несколько метров за столетие. Избыток вод сбрасывался в ММ через Босфор и (или) пролив р. Сакария. При этом ММ и ЭМ также испытывали синхронное прогибание дна, основываясь на данных о положении их уровня в новоэвксине на современных изобатах -85...-100 м и -115...-120 м соответственно [36].

Большая часть субмаринных пресных вод разгружается на глубинах до 200 м [22, 23] и способствует стратификации водной толщи ЧМ. При этом, несмотря на процессы циркуляции, соленость глубоководной водной массы в позднечетвертичное время была предположительно не ниже 20‰. Более масштабные колебания солености вод ЧМ и соответствующие им изменения в составе фауны происходили в аэробной шельфовой зоне, мощность которой на начало голоцена не превышала 200 м.

Заключение. Ведущая роль в формировании экосистемы ЧМ в позднем плейстоцене- голоцене принадлежит тектоническим процессам, которые имеют значительно большую амплитуду и интенсивность, чем эвстатические колебания этого периода. Прогибание центральной котловины вовлекало в опускание континентальную окраину, уменьшаясь по амплитуде от центра впадины к береговой линии. Различные области континентальной террасы испытывали опускание разной амплитуды и интенсивности в зависимости от геоструктурной принадлежности. Менее всего эти процессы отразились на наиболее стабильном участке – северо-западной части Черного моря.

Наибольшее прогибание дна бассейна произошло в новоэвксине, когда этот процесс сопровождался сбросами и интенсивными склоновыми процессами (оползни, турбидитные потоки), захватывающими краевую зону шельфа. В некоторых районах, как южный берег Крыма, шельф был выдвинут в сторону моря предположительно до середины теперешнего материкового склона, а возможно и мористее. Явления катастрофического характера явились результатом сброса напряжений, которые развивались на протяжении достаточно длительного времени – около 25-30 тыс. лет. За этот период регрессивное перемещение отодвинуло границы ЧМ от положения современной изобаты -30 м к линии, приблизительно соответствующей современной изобате -100 м и даже мористее. На поздний новоэвксин приходится начало трансгрессии, когда в прогибание стали более активно вовлекаться краевые области шельфа. Границы бассейна к началу голоцена переместились к положению современной изобаты -20...-30 м. Уровень воды в ЧМ в этот период также оставался квазистационарным, а его колебания вряд ли превышали ± 15 м в периоды наибольшей активизации тектонических

процессов и (или) периодов избыточного – недостаточного для компенсации прогибания поступления воды, вызванного климатическими факторами. В голоцене прогибание продолжает оставаться активным, но сбросы, видимо, не затрагивают краевые области шельфа, о чем свидетельствует характер залегания голоценовых осадков и отсутствие голоценовой шельфовой фауны на больших глубинах (свыше 180 м). При этом на континентальном склоне сбросовые процессы вполне вероятны. Подтверждением может служить полоса новозвксинских галечников на глубине 300 м в районе Алушты, перекрытая только современными осадками. Очевидно, что до джеметинского времени склон, где находились галечники, был достаточно крутым, и более поздние отложения транзитно перемещались по нему либо соскользнули с поверхности галечника или были увлечены оползновыми массами при сбросовом перемещении. В результате сброса или крупного оползня поверхность галечников приобрела горизонтальное или даже слабонаклонное в сторону берега положение, что позволяет отлагаться современным осадкам. Локализация эпицентров современных землетрясений на материковом склоне ЧМ также свидетельствует в пользу возможных сбросовых явлений.

Бровка шельфа в голоцене опустилась на глубину до 150-170 м в районах наиболее интенсивного прогибания. Уровень моря кратковременно понизился в фанагорийскую регрессию до -15 м, что свидетельствует об активизации тектонических процессов в этот период. Вполне возможно, что голоценовая тектоническая активность сопровождалась сбросами и землетрясениями. Вероятно, что в прибрежной зоне при этом могли образовываться очень крупные волны (цунами), сопровождающиеся резким подъемом уровня воды. События такого рода могли синхронно происходить не только в ЧМ, но и в средиземноморском регионе и других районах, в том числе, где формировались центры человеческой цивилизации. Можно предположить, что такого рода катастрофические явления нашли отражение в самых ранних письменных источниках – в древнейшем из дошедших до наших дней шумерском, греческих и многих других сказаниях, а также в Библии как «Всемирный Потоп».

Прогибание дна ЧМ компенсировалось притоком вод, их излишек сливался в ММ, связь с которым не прерывалась. Общий уровень поддерживался по принципу сообщающихся сосудов. Баланс ЧМ всегда оставался положительным, а уровень несколько превышал уровень ММ, поэтому характер их взаимодействия в норме определяется различием в солености и, как следствие, плотности вод. В периоды избыточного притока вод в ЧМ возможен односторонний сток в ММ, даже при солености обоих бассейнов, равной современной. С момента начала трансгрессивной фазы глубина, ширина и угол наклона шельфа увеличивались, что способствовало усилению интенсивности водообмена с глубинными водными массами и увеличению солености шельфовых вод. С момента установления стабильного двустороннего взаимодействия с ММ в начале голоцена увеличение солености ЧМ интенсифицировалось.

В соответствии с изменениями солености менялся и состав биоты, и только в джеметинский этап смена биоценозов произошла под влиянием фор-

мирования ХПС на фоне увеличения глубины шельфа. Но во всех случаях смена биоценозов была постепенной.

При анализе изменения солености во времени необходимо учитывать тот факт, что воды в более близких к берегу и мелководных частях бассейна всегда имеют соленость ниже, чем в глубоководных. Особенно контрастно это различие проявляется в зонах разгрузки рек на широком шельфе северо-запада ЧМ. Таким образом, грунтовые колонки отражают соленость водоема не только во временном интервале, но и в зависимости от пространственного положения места отбора. Во время плейстоцен–голоценовой трансгрессии это тенденция постепенного увеличения глубины и расстояния от источников пресноводного стока. Следовательно, изменения солености в позднечетвертичное время для бассейна в целом были не столь контрастны, как это показано на диаграммах для отдельных скважин [26, рис.3, 4]. Наибольшие изменения солености происходили в верхней 200-метровой водной толще. Для открытой части моря соленость колебалась от 8‰ до 18‰, а в прибрежной зоне могла опускаться и до 3‰ в периоды наибольшего притока пресных вод. Более глубокие слои оставались солеными с карангата, понижая соленость до середины новозвксина и затем снова повышая, более интенсивно с начала голоцена. Колебания солености глубоководной массы ЧМ могли составить 20-25‰.

Выраженная стратификация вод в ЧМ начала проявляться еще в тарханкутское время, и в новозвксине окончательно сформировался глубоководный меромиктический водоем. Образование сероводородного слоя началось более 30 тыс. лет назад, и к началу голоцена его верхняя граница уже находилась на глубине, близкой современной. Стратификация вод является основной причиной застойных явлений, которые проявляются в виде заморов бентали и эвтрофикации поверхностных вод. Эти процессы усиливаются в периоды потепления климата, формируя слои, обогащенные сапропелем; гидротроилитовые осадки являются аналогами сапропелей, сформировавшимися в восстановительных условиях.

Общая тенденция и близость по времени трансгрессивно-регрессивных фаз ЧМ и Мирового океана позволяет высказать предположение, что тектонические события позднего плейстоцена – голоцена ЧМ являются частью глобальных позднечетвертичных тектонических процессов. А глобальные тектонические процессы активно влияют на изменение климата Земли, что находит отражение в общей тенденции повышения уровня (увеличения глубины) в Океане и чередовании трансгрессий и регрессий. В качестве глобального механизма, который на фоне процессов прогибания приводит к увеличению количества воды в Мировом океане, может служить базификация земной коры континентального типа по В.В. Белоусову [2].

Выводы. 1. Черное море является геоэкосистемой с большой инерцией, резкие изменения её основных параметров невозможны.

2. Постепенные количественные изменения параметров водных масс (t° , S°) при достижении пороговых для существования биологического вида значений приводят к смене руководящих видов. Квазиступенчатый характер смены биоценозов создает впечатление резких (катастрофических) изменений параметров среды.

3. Баланс вод ЧМ был и остается положительным, а уровень – квазистационарным. Избыток вод сбрасывается в ММ, поступление из которого играет в балансе ЧМ второстепенную роль. Взаимодействие ЧМ с ММ в позднем плейстоцене – голоцене осуществляется непрерывно за счет разницы уровней и плотностей вод, которые и определяют характер водообмена.

4. ЧМ как меромиктический бассейн с глубинной сероводородной толщей начал формироваться в позднем плейстоцене и к началу голоцена приобрел структуру вод, близкую современной.

5. Впадина ЧМ приобрела современный вид в результате (нео) тектонических движений. В верхнем плейстоцене – голоцене преобладали движения отрицательного знака, направленные на прогибание котловины и вовлечение в процесс прибрежной зоны.

6. Колебания уровня ЧМ, а также чередование регрессивных и трансгрессивных фаз являются следствием взаимодействия прогибания котловины и баланса вод. Изменения уровня ЧМ не связаны напрямую с изменением уровня Мирового океана, а являются отражением глобальных тектонических процессов, которые управляют изменениями и уровня вод, и климата.

Благодарности. Автор признателен всем коллегам, принимавшим участие в конференциях по проекту *Caspian – Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptation*, проходивших ежегодно с 2005 по 2011 гг., и особенно благодарен профессору В.В. Янко-Хомбах, его инициатору и главному организатору. Участие в симпозиумах по этому проекту побудило Автора начать исследования в рамках темы и сформировало собственное видение проблемы, изложенное в предлагаемой статье.

1. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. – 226 с.
2. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. – М.: Наука, 1968. – 253 с.
3. Бондарев И.П. Биogeография и экология *Trophonopsis breviata* (Jeffreys, 1882) (Gastropoda Muricidae Trophoninae) // Морской экологический журнал. – 2011. – Т. 10, №4. – С. 23-31.
4. Бондарев И.П., Ломакин И.Э. Ландшафт переходной зоны от материкового склона к материковому подножию юго-западного Крыма // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. – 2008. – №4. – С. 76-82.
5. Бондарев И.П., Ломакин И.Э. Переходная зона между шельфом и материковым склоном северной части Черного моря: ландшафтный поход // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. – 2010. – №3. – С. 57-64.
6. Геворкян В.Х., Бураков В.И., Исагулова Ю.К. и др., Газовыделяющие постройки на дне северо-западной части Черного моря // Док. АН УССР. – 1991. – №4. – С. 80-85.
7. Геоэкология Черноморского шельфа Украины / В.А. Емельянов, А.Ю. Митропольский, Е.И. Наседкин и др. – К.: Академперіодика, 2004. – 295 с.
8. Глебов А.Ю. К дискуссии о «катастрофическом потопе в Черном море» // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. – 2007. – №3. – С. 67-75.
9. Димитров П., Димитров Д. Черное море: потоп и древние мифы. – Варна: Славена, 2008. – 89 с.
10. Заика В.Е., Бондарев И.П. Донная гипоксия на шельфе и аноксия глубоководной бентали Черного моря // Морской экологический журнал. – 2010. – Т. 9, №2. – С. 58-61.

11. *Зайцев Ю.П.* Введение в экологию Черного моря. – Одесса: Эвен, 2006. – 222 с.
12. *Иванов М.В., Поликарпов Г.Г., Леин А.Ю. и др.* Биогеохимия цикла углерода в районе метановых газовыделений Черного моря // Док. АН СССР. – 1991. – Т. 3. – №5. – С. 1235-1240.
13. *Калугина - Гутник А.А.* Фитобентос Черного моря // Киев: Наук. думка, 1975. – 247с.
14. *Киселёва М.И.* Бентос рыхлых грунтов Черного моря. – К.: Наук. думка, 1981. – 165 с.
15. *Митилиды Черного моря / Заика В.Е., Валовая Н.А., Повчун А.С., Ревков Н.К.;* Отв. ред. В.Е. Заика: АН УССР. ИнБЮМ. – К.: Наук.думка, 1990. – 208 с.
16. *Невеская Л.А.* Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря. Их систематика и экология / М.: Наука, 1965. – 391 с.
17. *Невеский Е.Н., Невеская Л.А.* О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна на последних этапах его истории // Доклады АН СССР. – 1960. – 136 (5). – С. 1193-1196.
18. *Осадконакопление* на континентальной окраине Черного моря / *Ф.А. Щербаков и др.*; отв. ред. Л.А. Каплин; Океанографическая комиссия АН СССР. – М.: Наука, 1978. – 212 с.
19. *Сорокин Ю.И.* Черное море (природа, ресурсы). – М.: Наука, 1982. – 217 с.
20. *Троцюк В.Я., Берлин Ю.М., Большаков А.М.* Кислород в придонных водах Черного моря // Океанология. –1988. – С. 961–964.
21. *Фащук Д.Я.* Сероводородная зона северо-западного шельфа Черного моря; природа, причины возникновения, механизмы динамики // Водные ресурсы. – 1995. – Т. 22, №5. – С. 568-584.
22. *Шестопалов В.М., Богуславский А.С., Климчук А.Б., Фесенко А.В. Годенко Г.Е.* Моделирование ресурсов подземных вод юго-западной части горного Крыма // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. – 2008. – №4. – С. 5-28.
23. *Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П.* Минеральные богатства Черного моря. – К., 2004. – 277 с.
24. *Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Иноземцев Ю.И. и др.* Литолого-стратиграфическая характеристика донных отложений Крымского шельфа и глубоководной части Черного моря // Геологический журнал. – 2003. – №1. – С. 9-23.
25. *Шнюков Е.Ф., Кутний В.А., Маслаков Н.А., Шнюкова Е.Е.* К минералогии карбонатных образований газовых источников Черного моря // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. – 2006. – №2. – С. 69-81.
26. *Янко-Хомбах В.В., Смынтына Е.В., Кадурич С.В., Ларченков Е.П., Мотненко И.В., Какаранза С.В., Киосак Д.В.* Колебания уровня Черного моря и адаптационная стратегия древнего человека за последние 30 тысяч лет // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. – 2011. – №2(24). – С. 67-75.
27. *Ballard R.D., Coleman D.F., Rosenberg G.D.* Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf // Marine Geology, 2000. – 170. – P. 253-261.
28. *Bondarev I.P.* Landscape features of the northern Black Sea continental slope as paleoceanological indicators. // Yanko-Hombach V. and Gilbert A., eds., Extended Abstracts of the Fourth Plenary Meeting of Project IGSP 521: Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30ky: Sea level change and human adaptation. – Bucharest, Romania, October, 4-16, 2008. – P. 27-28.
29. *Bondarev I.P.* Submarine Landscape of the North Black Sea continental shelf-slope transitional zone // Yanko-Hombach V. and Gilbert A., eds., Extended Abstracts of the Fifth Plenary Meeting of Project IGSP 521-INQUA 0501: Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptation. Izmir, Turkey. 22-31 August, 2009. – P. 34-35.

30. *Bondarev I.P.* Mollusk ecology as evidence of a gradual Holocene rise in the level of the Black Sea // Yanko-Hombach V. and Gilbert A., eds., Extended Abstracts of the Seventh Plenary Meeting and Field Trip of INQUA 501 "Caspian-Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies" (2005-2011). Odessa, Ukraine, 21-28 August, 2011. – P. 63-65.
31. *Demir M.* Shells of Mollusca Collected from the Seas of Turkey // Turk. Journal Zoology. – 2003. – 27. – P. 101-140.
32. *Glebov A.Yu.* Two main Late Pleistocene – Holocene events in the Black Sea // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. – 2007. – №2. – С. 48-55.
33. *Murdmaa I.O., Ivanova E.V., Chepalyga A.L., Cronin T., Levchenko O.V.* Paleogeographic events on the Caucasian Black Sea shelf during the last 12ka. // Yanko-Hombach V. and Gilbert A., eds., Extended Abstracts of the 1st Plenary Meeting and Field Trip of Project IGCP – 521. Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30ky: Sea level change and human adaptation. Istanbul, Turkey, 8-15 Oct., 2005. – P. 128-130.
34. *Ryan W.B.F., Major C.O., Lericolais G., Goldstein S.L.* Catastrophic Flooding of the Black Sea // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. - 2003 – 31. – P. 525-554.
35. *Shnyukov E., Yanko-Hombach V.* The role of geological factors in the formation of H₂S contamination in the Black Sea // Yanko-Hombach V. and Gilbert A., eds., Extended Abstracts of the Seventh Plenary Meeting and Field Trip of INQUA 501 "Caspian-Black Sea - Mediterranean corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies" (2005-2011). Odessa, Ukraine, 21-28 August, 2011, P. 155-157.
36. *Slavova K.* About the fluctuation of the Black Sea basin after the last glacial maximum and Early Holocene // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. – 2009. – №3. – С. 70-77.

Основними причинами змін біоти і основних параметрів середовища визнані (нео-)тектонічні рухи, що викликають прогинання дна котловини Чорного моря і зміни клімату, що регулюють баланс вод. Наслідком є зміна характеру водообміну, солоності басейну і структури його водних мас. Поява і розвиток сірководневого шару в Чорному морі пов'язані з різкою стратифікацією вод, що утруднює їх циркуляцію. Процес, ймовірно, почав формуватися за тарханкутського етапу, активно розвивався в новоевксині і продовжується нині. Характер зміни біоценозів показує, що зміни в екосистемі Чорного моря відбувалися поступово і супроводилися флуктуаціями, викликаними, в основному, дисбалансом темнів прогинання і компенсуючого припливу вод.

As a principal reasons for biota succession and basic environmental parameters changes, (neo) tectonic motions, creating the Black Sea bottom subsidence, and climate variations, regulating balance of waters are acknowledged. Results are: manner of water exchange condition, change of the basin salinity and structure of its water masses. Appearance and development of sulphuretted hydrogen layer in the Black Sea is related to strong stratification of waters, hampering their circulation. This process, probably, began to evolve at the Tarkhankutian stage, actively developed in Neoeuxinian and continues to exist recently. Character of biocoenosis succession shows that change in ecosystem of the Black Sea took place gradually and accompanied fluctuations, caused, mainly, by the disbalance of subsidence rate and compensating influx of waters.

Поступила 19.10.2011 г.